第38卷 第6期
2021年11月
干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH
Vol. 38 No. 6
Nov. 2021

1961—2013年祁连山区冰川年物质平衡重建

王利辉[1,2]， 秦 翔[1]， 陈记祖[1]， 张东伟[2]， 刘宇硕[1,2]， 李延召[1,2]， 晋子振[1,2]

（1. 冰冻圈科学国家重点实验室，中国科学院西北生态环境资源研究院，甘肃 兰州 730000；
2. 中国科学院大学，北京 100049）

摘 要：基于中国第二次冰川编目数据、国家青藏高原科学数据中心的降水数据和气象站的实测气温数据并结合数字高程模型，利用加入辐射项的分布式度日模型，以已有监测冰川资料为基础获取度日因子，通过优化参数，对祁连山流域尺度1961—2013年的冰川物质平衡变化序列进行重建。结果表明：祁连山的冰川物质平衡变化以1995年为界可以划分为2个阶段。1961—1995年，祁连山冰川物质平衡正负交替变化且变化幅度较小，冰川的消融量和积累量基本持平，平均物质平衡为(0.11±0.13)m w.e.·a^{-1}；1996—2013年，冰川消融迅速加剧，物质平衡恒为负，平均物质平衡为(−0.54±0.13)m w.e.·a^{-1}，主要原因是正积温的逐年升高导致冰川消融加剧。1961—2013年祁连山冰川的累积物质平衡为(−12.76±4.24)m w.e.，空间分布上祁连山中段和东段流域的冰川消融速率大于西段的冰川。

关键词：祁连山；流域；冰川物质平衡；重建

冰川物质平衡作为气候的产物，其动态变化会引起冰川末端位置、面积、冰储量及径流的变化[1]。随着气候变暖，全球大多数的冰川呈现退缩状态，并且在最近20 a出现了加速的趋势[2-6]。研究表明在1.5 ℃气候情景下，到21世纪末亚洲高山区的冰川储量只有目前的64%±7%[7]。山地冰川作为一种淡水资源，在农业用水、水力、水生生物以及基本的水供应方面起着重要的作用[8-9]。尤其是在干旱半干旱区，夏季冰川融水是河流的主要补给来源，对径流具有调节作用[10]。

祁连山的冰川区是柴达木盆地干旱半干旱区与河西走廊的“湿岛”[11]，监测和估算祁连山区冰川物质平衡的变化对干旱区的意义重大。冰川物质平衡的重建能够恢复其长时间序列的变化，有助于认识气候变化对冰川和径流的影响，而且对冰川物质平衡的预估具有重要的参考价值。目前关于祁连山冰川物质平衡的监测仅限于老虎沟12号冰川、七一冰川、八一冰川等为数不多的几条冰川[12-17]。此外，冰川物质平衡的观测需要耗费极大的人力物力，观测年限较短且不连续，观测时段仅限于20世纪70年代以及2000年之后，缺乏长时间序列的变化研究。虽然，目前在祁连山开展了一些冰川物质平衡的相关的工作，例如用遥感监测和大地测量法手段研究冰川面积和冰储量的变化[18-23]。此外，已有研究也利用度日模型重建祁连山的冰川物质平衡变化[24-25]，但是上述研究缺乏深入具体到祁连山流域尺度的冰川物质平衡变化研究，对气候—冰川的关系认识仍然不足。度日因子模型计算简单，所需参数容易获取，在流域尺度上能够得到与能量平衡模型类似的结果[26-27]。本研究利用加入辐射项的分布式度日模型，重建祁连山流域尺度冰川的历史物质平衡变化序列，从而有利于我国西部地区在冰冻圈变化影响下制定科学合理的水资源管理措施和实施方案，实现区域环境和经济的可持续发展[28]。

1 研究区概况

祁连山位于青藏高原东北缘（图1），东起乌鞘岭，西至当金山口，南靠柴达木盆地，北临河西走廊，长约800 km，宽约300 km[29]。祁连山地区属于

收稿日期：2021-06-17； **修订日期**：2021-08-22
基金项目：青藏高原第二次科考项目（2019QZKK020103）；甘肃省自然科学基金重大项目（18JR4RA002）；中国科学院战略性先导科技专项（XDA2002010202）
作者简介：王利辉（1990-），女，博士研究生，主要从事冰冻圈气象水文研究. E-mail: tysywlh@126.com
通讯作者：秦翔. E-mail: qinxiang@lzb.ac.cn

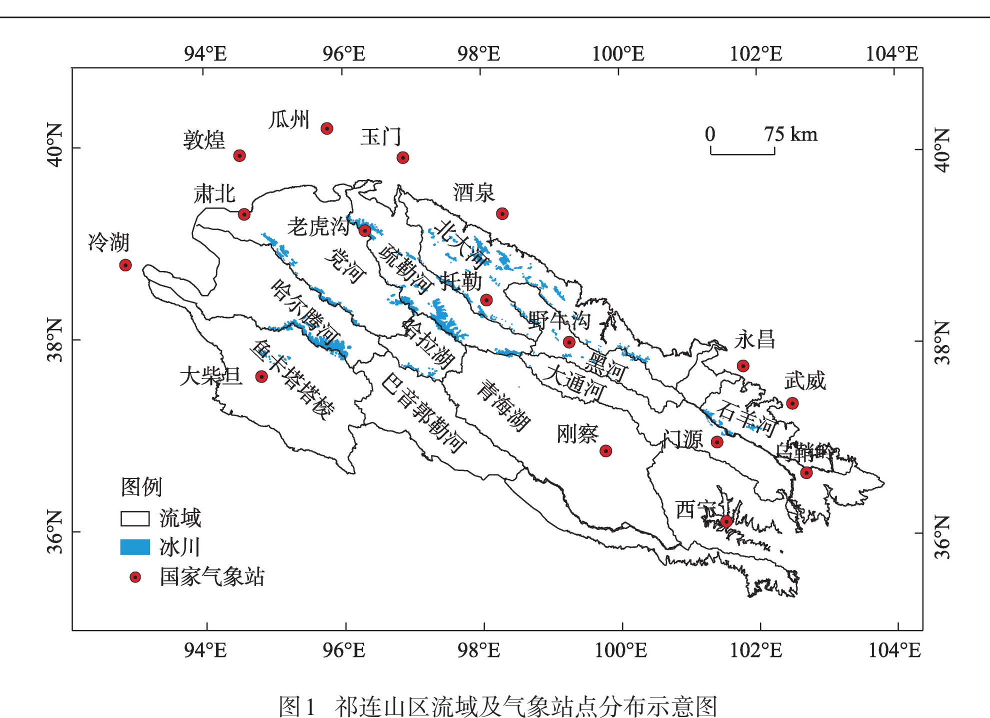


图1　祁连山区流域及气象站点分布示意图

Fig. 1　Schematic diagram of the distribution of watershed and meteorological stations in the Qilian Mountains

高原大陆型气候，东段受到东南季风和西南季风的影响，西段受西风环流的控制。冬半年主要受到蒙古高压的控制，天气寒冷且干燥；夏半年受到来自印度洋的西南季风和来自太平洋的东南季风共同影响，年均温5 ℃，年降水量为250 mm，其中降水主要集中在夏季，约占全年降水量的70%，空间分布由东南向西北逐渐减少[30]。

根据第二次冰川编目统计的数据[31]，祁连山共有冰川2683条，面积(1597.81±70.3) km²，储量为(84.48±3.13) km³，集中分布在99°E以西海拔4800~5200 m以上的高山地带(图1)。位于疏勒河流域的老虎沟12号冰川是祁连山最大的山谷冰川，面积为20.4 km²，是我国进行冰川监测研究的第一个野外观测站，也是本研究中优化参数的参考冰川。其中疏勒河流域的冰川数量最多且面积最大，发育有660条，占总数量的25%；面积为518 km²，占总冰川面积的32%。冰川数量最少、面积最小的是巴音郭勒河流域，只有10条冰川，占总数量的0.4%；面积为0.18 km²，占总冰川面积的0.01%(图2)。

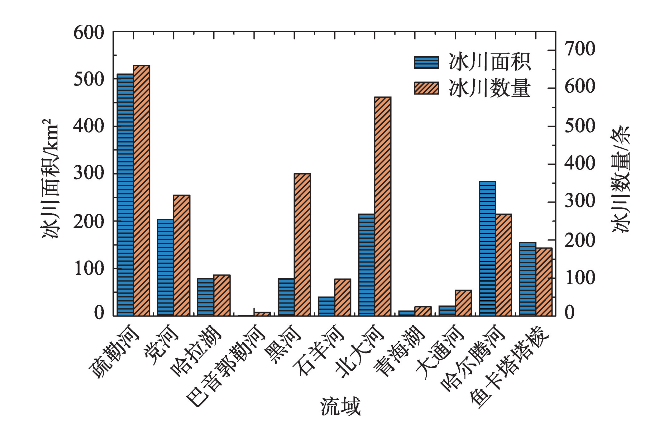


图2　祁连山各流域冰川统计

Fig. 2　Glacier statistics of Qilian Mountains

2　研究方法和数据

2.1　方法

2.1.1　分布式度日模型　基于简单的温度指数度日模型(degree-day temperature-index models, DDM)通过增加辐射项来计算冰川消融，相比于简单的温度指数度日模型，增加辐射项的分布式度日模型能够较好的体现冰川物质平衡的空间变化[32]：

$$MB = P - DDF \cdot PDD + \left[a + b\left(\frac{r}{\bar{r}}\right)\right] \quad (1)$$

式中：MB是冰川年物质平衡(mm w.e.)；DDF是度日因子(mm w.e. ·d⁻¹·℃⁻¹)；PDD是正积温(℃·a⁻¹)；P是固态降水量(mm)；a和b是辐射因子；r是冰川每个网格晴天的短波辐射年总和(W·m⁻²)；$\bar{r}$是冰川表面所有栅格单元格的平均年短波辐射(W·m⁻²)。

2.1.2　短波辐射　短波辐射模型方法参考Kumar等[33]，模型考虑到纬度、高程、坡度、坡向以及地面反射率等因素对其的影响。包括直接辐射、散射辐

射和反射辐射。

（1）直接辐射

太阳辐射穿过大气层时会衰减，假设天空为晴空可以用布格定律[34]：

$$I_b = I_0 e^{-kM} \tag{2}$$

式中：I_b 和 I_0 分别是地面和大气上界接受的辐射（W·m^{-2}）；k 是吸收常数；M 是空气质量比。太阳高度角为90°时 M=1，太阳在地平线时 M=30。

$$I_0 = S_0[1 + 0.0344\cos(360°\text{N})/365] \tag{3}$$

$$M = \left[1299 + (614\sin\alpha)^2\right]^{1/2} - 614\sin\alpha \tag{4}$$

式中：S_0 为太阳常数（1367 W·m^{-2}）；α 为太阳高度角。

倾斜表面的太阳辐射 I_p：

$$I_p = I_s\cos i \tag{5}$$

I_s 为潜在的地表短波辐射，计算方法如下：

$$I_s = I_0\tau_b \tag{6}$$

$$\begin{aligned}\cos i = {} & \sin\delta_s(\sin L\cos\beta - \cos L\sin\beta\cos a_w) + \\ & \cos\delta_s\cos h_s(\cos L\cos\beta + \sin L\sin\beta\cos a_w) + \\ & \cos\delta_s\sin\beta\sin a_w\sin h_s\end{aligned} \tag{7}$$

式中：i 是表面法线与太阳方向的夹角；β 是坡度；a_w 是地表方位角；δ_s 是太阳偏角；L 是纬度；h_s 是小时角。

$$\delta_s = 23.45\sin[360°(284 + \text{N})/365] \tag{8}$$

τ_b 为辐射大气透射率，计算方法如下[34]：

$$\tau_b = 0.56\left(e^{-0.65M}\right) + e^{-0.095M} \tag{9}$$

（2）散射辐射

散射辐射根据Gate计算[34-36]：

$$I_d = I_0\tau_d\cos^2\beta/2\sin\alpha \tag{10}$$

$$\tau_d = 0.217 - 0.249\tau_b \tag{11}$$

式中：I_d为散射太阳辐射；τ_d 是辐射散射系数。

（3）反射辐射

反射辐射的大小取决于表面的倾斜度和地面的反射系数，计算公式如下[34]：

$$I_r = rI_0\tau_r\sin^2\beta/2\sin\alpha \tag{12}$$

$$\tau_r = 0.217 + 0.706\tau_b \tag{13}$$

式中：I_r为反射辐射；r 是地面反射系数；τ_r 是反射透射率。

2.2 数据及处理

模型中的冰川输入数据为国家冰川冻土沙漠科学数据中心的中国第二次冰川编目数据（http://www.ncdc.ac.cn）[37]。DEM数据为SRTM高程数据，分辨率为90 m。降水数据来源于“国家青藏高原科学数据中心”的中国高寒山区月降水数据集（CAPD）（http://data.tpdc.ac.cn）[38-41]，空间分辨率为1000 m。为了方便计算，在ArcGIS软件中将其统一重采样为90 m的分辨率并处理为年降水量。气温数据来源于国家气象站和老虎沟12号冰川的气象站（图1）。冰川物质平衡的实测数据主要来自老虎沟12号冰川和七一冰川。

2.3 模型的参数率定

正积温根据自动气象站的观测值与海拔建立线性关系并外推到冰川格点上（图1）。考虑到空间异质性，将祁连山划分为西段、中段和东段，在各段分别建立关系得到正积温的海拔递减率分别为−1.08 ℃·m^{-1}、−1.02 ℃·m^{-1} 和−1.15 ℃·m^{-1}。时间变化上选取各流域内或距离较近的代表气象站，即玉门、野牛沟、乌鞘岭、大柴旦、酒泉、门源和冷湖气象站1961—2013年的变化与各栅格点建立关系（表1）。度日因子除北大河流域根据七一冰川的实测数据率定，其他流域均根据老虎沟12号冰川的实测数据建立与海拔的线性关系进行插值（表2）。固态降水占比为0.9[30]。辐射因子在时空上假设为常数[32]，

表1 国家气象站站点信息

Tab. 1 Information of national weather station

站点	纬度(N)	经度(E)	海拔/m	流域
玉门	40°16′12″	97°1′47″	1527	疏勒河
野牛沟	38°25′12″	99°34′48″	3320	黑河、青海湖
乌鞘岭	37°12′	102°52′12″	3044	石羊河
大柴旦	37°51′	95°22′12"	3174	哈拉湖、巴音郭勒河、鱼卡-塔塔棱、哈尔腾河
酒泉	39°46′12"	98°28′48"	1478	北大河
门源	37°22′48"	101°37′12"	2851	大通河
冷湖	38°45′	93°19′48"	2770	党河

表2　度日因子、正积温随海拔的递减率

Tab. 2　Change of degree-day factor and positive accumulated temperature with altitude

	流域	递减率
度日因子	疏勒河流域与其他流域	−0.0293Ele+147.97
	北大河流域	−0.0309Ele+147.97
正积温	中段(青海湖和黑河流域)	−1.02 ℃·m^{-1}
	东段(石羊河流域和大通河流域)	−1.15 ℃· m^{-1}
	西段(其他流域)	−1.08 ℃· m^{-1}

注：Ele为海拔(m)。

根据在老虎沟12号冰川的物质平衡观测结果对其系数进行优化，*a*取24，*b*取19.8。

2.4　模型的误差分析

模型的误差源主要为输入数据和参数的不确定性。为了计算模型结果的不确定性，分别对输入数据即正积温(±20 ℃)、降水(±10%)和参数度日因子(±1 mm w.e.·d^{-1}·°C^{-1})的物质平衡敏感性进行分析。模拟结果的总误差为三者的误差之和。

3　结果分析

3.1　冰川物质平衡变化

模拟结果表明，以1995年为界祁连山冰川的物质平衡变化可划分为2个阶段，1961—1995年的冰川物质平衡呈正负交替变化且变化幅度较小，平均物质平衡为(0.11±0.13) m w.e.·a^{-1}，1996—2013年为负平衡且变化幅度大，年均物质平衡为−0.54±0.13 m w.e.·a^{-1}(图3)。其中2010年的冰川物质平衡最小，为(−0.72±0.13)m w.e.，1983年的物质平衡最大为(0.21±0.13)m w.e.(图4)。1961—2013年祁连山冰川的累积物质平衡为(−12.76±4.24)m w.e.，其中1961—1995年间祁连山的冰川累积物质平衡为轻微的正平衡，1996—2013年的累积物质平衡迅速下降，冰川消融强烈(图5)。

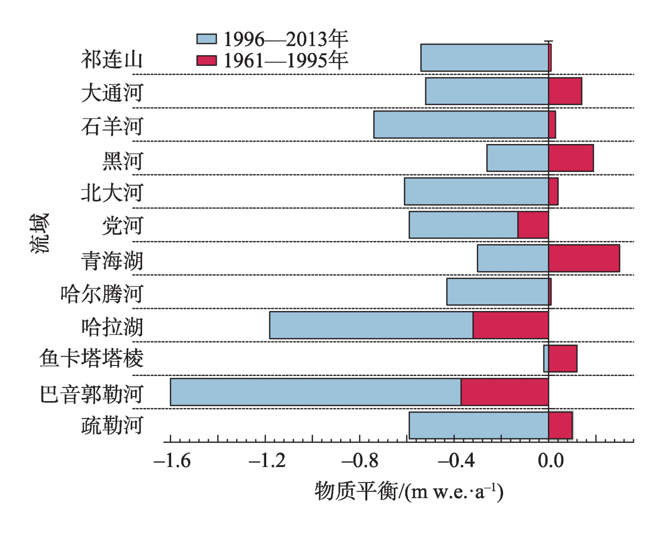


图3　祁连山及各流域不同阶段的年平均物质平衡

Fig. 3　Annual average massl balance of different stages in the Qilian Mountains and basins

祁连山冰川物质平衡在20世纪60—90年代基本维持稳定，主要原因是正积温增加趋势微弱且降水增加显著，即降水量的增加能够弥补正积温上升带来的冰川消融；正积温上升与降水量下降共同作用导致90年代冰川物质平衡迅速下降；2000年之后虽然降水量有所回升但无法弥补正积温显著升高带来的冰川消融(图6)。

1961—2013年巴音郭勒河流域、哈拉湖流域和党河流域的冰川物质平衡基本为负，其他流域则在1961—1995年为正，1995—2013年为负。巴音郭勒河流域1996—2013年的冰川亏损最大，平均物质平衡达到了(−1.23±0.22)m w.e.·a^{-1}。鱼卡塔塔棱流域的冰川1995年之后消融量最少，平均为(−0.02±0.06)m w.e.·a^{-1}(图3)。

空间分布上祁连山东段和中段的冰川消融速率大于西段(图4a)。巴音郭勒河流域的冰川物质平衡变化速率最快，达到了−24.9 mm w.e.·a^{-1}，是因为巴音郭勒河流域的正积温升温速率最快，为7.71 ℃·a^{-1}；其次为石羊河流域和大通河流域，分别为(−20.9±0.07)mm w.e.·a^{-1}和(−19.3±0.04)mm w.e.·a^{-1}；鱼卡塔塔棱流域的冰川消融速率最慢为(−3.9±0.06)mm w.e.·a^{-1}(表3和图4a)。

巴音郭勒河流域、哈拉湖流域和党河流域的冰川累积物质平衡恒为负。其中巴音郭勒河流域的冰川累积物质平衡最低为(−35.1±11.6)m w.e.，哈拉湖流域和党河流域的冰川累积物质平衡分别为(−26.8±7.95)m w.e.和(−12.9±4.24)m w.e.。青海湖流域、黑河流域和鱼卡塔塔棱流域的冰川累积物质平衡为正，分别为(5.1±1.38)m w.e.、(1.9±1.48)m w.e.和(3.9±3.28)m w.e.。原因是青海湖流域的冰川区降水增加速率较快(2.2 mm·a^{-1})；黑河流域的冰川区正积温上升速率最慢(0.64 ℃·a^{-1})(表3)；鱼卡塔塔棱流域的冰川区分布在高海拔区。石羊河流域、哈尔腾河流域和北大河流域的冰川累积物质平衡在20世纪90年代由正平衡转为负平衡。大通河流域的冰川累积物质平衡于2009年由正平衡转为负平

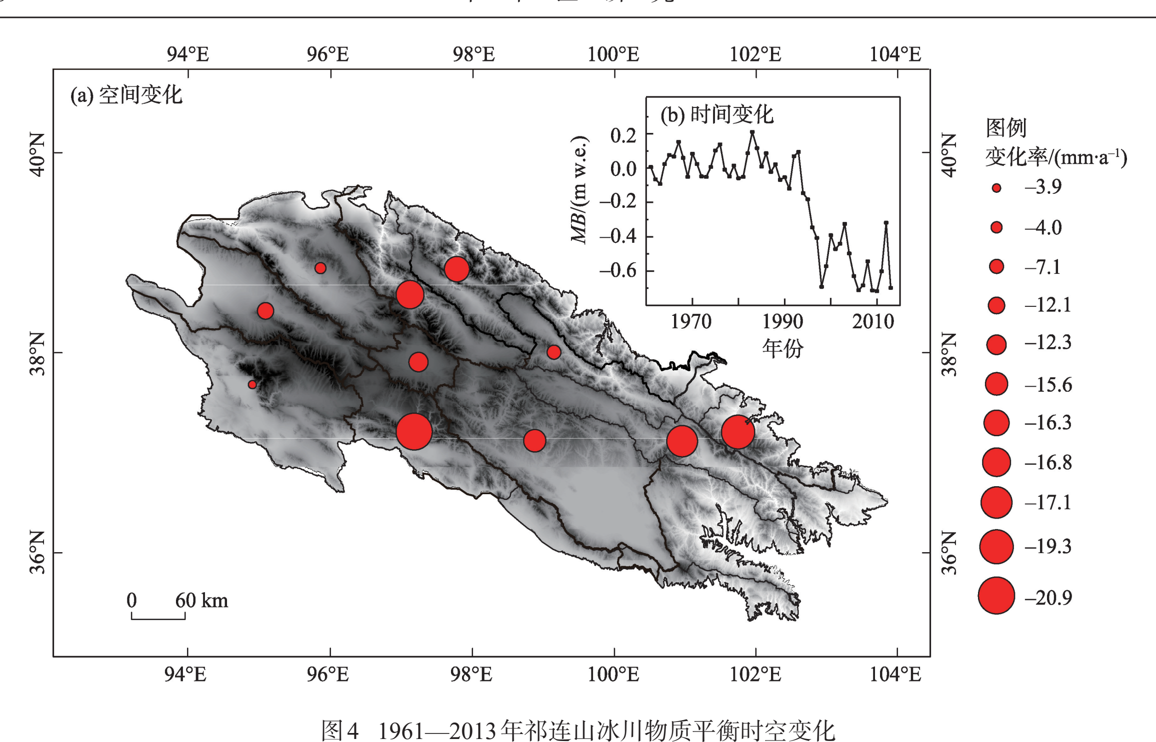


图4　1961—2013年祁连山冰川物质平衡时空变化

Fig. 4　Temporal and spatial changes of glacier mass balance in the Qilian Mountains during 1961–2013

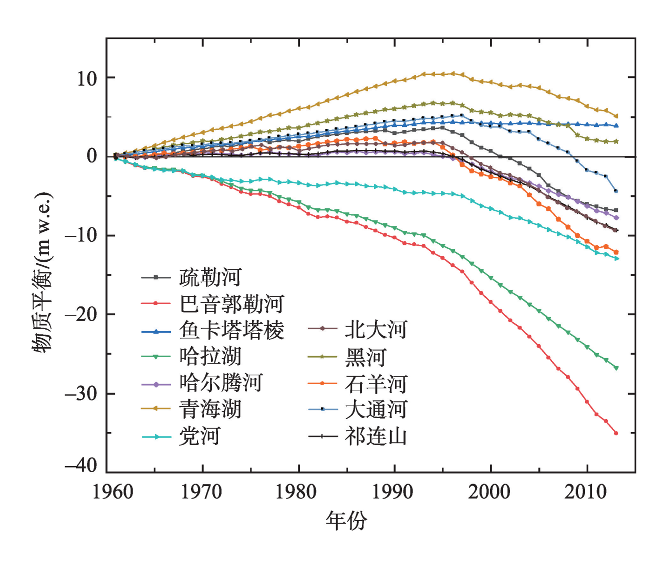


图5　1961—2013年祁连山冰川累积物质平衡变化

Fig. 5　Change of accumulative mass balance of Qilian Mountains glaciers from 1961 to 2013

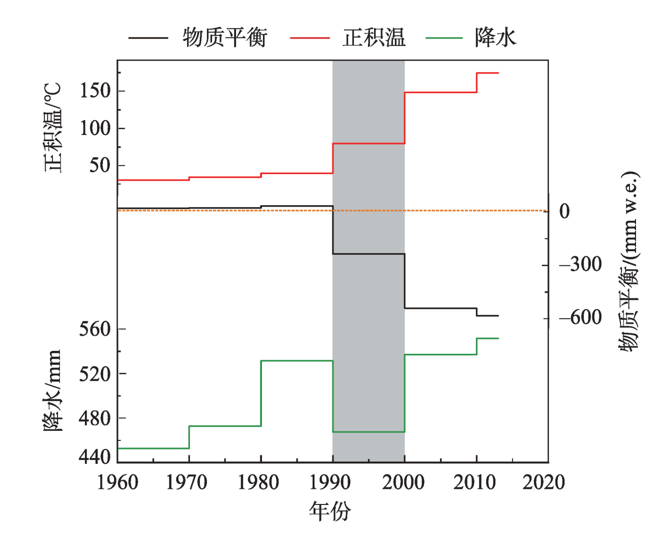


图6　1961—2013年祁连山冰川物质平衡及正积温和降水的年代际变化

Fig. 6　Interdecadal variation of mass balance and positive cumulative temperature and precipitation in Qilian Mountains glaciers from 1961 to 2013

衡(图5)。

3.2　模型的验证与对比

将老虎沟12号冰川物质平衡模拟结果和花杆实测数据及DEM(Digital Elevation Model)差分结果对比。结果表明,2011年和2012年的模拟值与实测值相当,20世纪70年代的物质平衡较实测数据略有低估(RMSE=0.08 m w.e.)(图7a)。DEM差分结果显示1957—1989年老虎沟12号冰川物质平衡为-0.33 m w.e.,1989—2015年间物质平衡为-14.36 m w.e.,与本研究结果接近(图7b)。

将七一冰川和宁缠河3号冰川的物质平衡模拟结果与实测值对比发现,模型总体上能够模拟出七一冰川物质平衡的变化趋势(RMSE=0.13 m w.e.),在20世纪70—80年代的模拟效果较好,2000年和

表3　1961—2013年各流域冰川区正积温、降水和物质平衡的变化率

Tab. 3　Change rates of positive accumulated temperature, precipitation and mass balance in the glacial regions of each basin during 1961-2013

流域	降水变化率 /(mm·a⁻¹)	正积温变化率 /(℃·a⁻¹)	物质平衡变化率 /(mm w.e.·a⁻¹)
疏勒河	2.12	1.76	−17.0
青海湖	2.20	1.99	−16.3
鱼卡塔塔棱	2.04	4.58	−3.9
哈拉湖	2.09	5.30	−15.5
黑河	1.89	0.64	−12.1
巴音郭勒河	1.88	7.71	−24.9
党河	2.19	1.63	−7.0
北大河	1.99	3.75	−16.7
哈尔腾河	2.13	5.68	−12.2

2001年的物质平衡模拟较实测值略偏高（图7c）。刘宇硕等[42]利用探地雷达并结合影像资料计算了宁缠河3号冰川1972—2009年冰川物质平衡水当量大约为−7.99 m w.e.，与本研究结果接近（图7d）。

为了进一步验证模型的准确度，将本研究与Yao等[7]在七一冰川1975—2010年的累积冰川物质平衡重建结果进行比对（图8a），可以看出，20世纪90年代之后二者的累积物质平衡结果较为接近，90年代之前本研究的模拟结果低于已有研究。也就是说与Yao等[7]的研究结果相比，90年代之前本研究的冰川物质平衡模拟值偏小，90年代之后的模拟值偏大。Wang等[25]利用CRU TS气温和降水驱动数据运用度日模型重建了高亚洲的冰川物质平衡变化，本研究与其在祁连山的研究结果进行对比，二

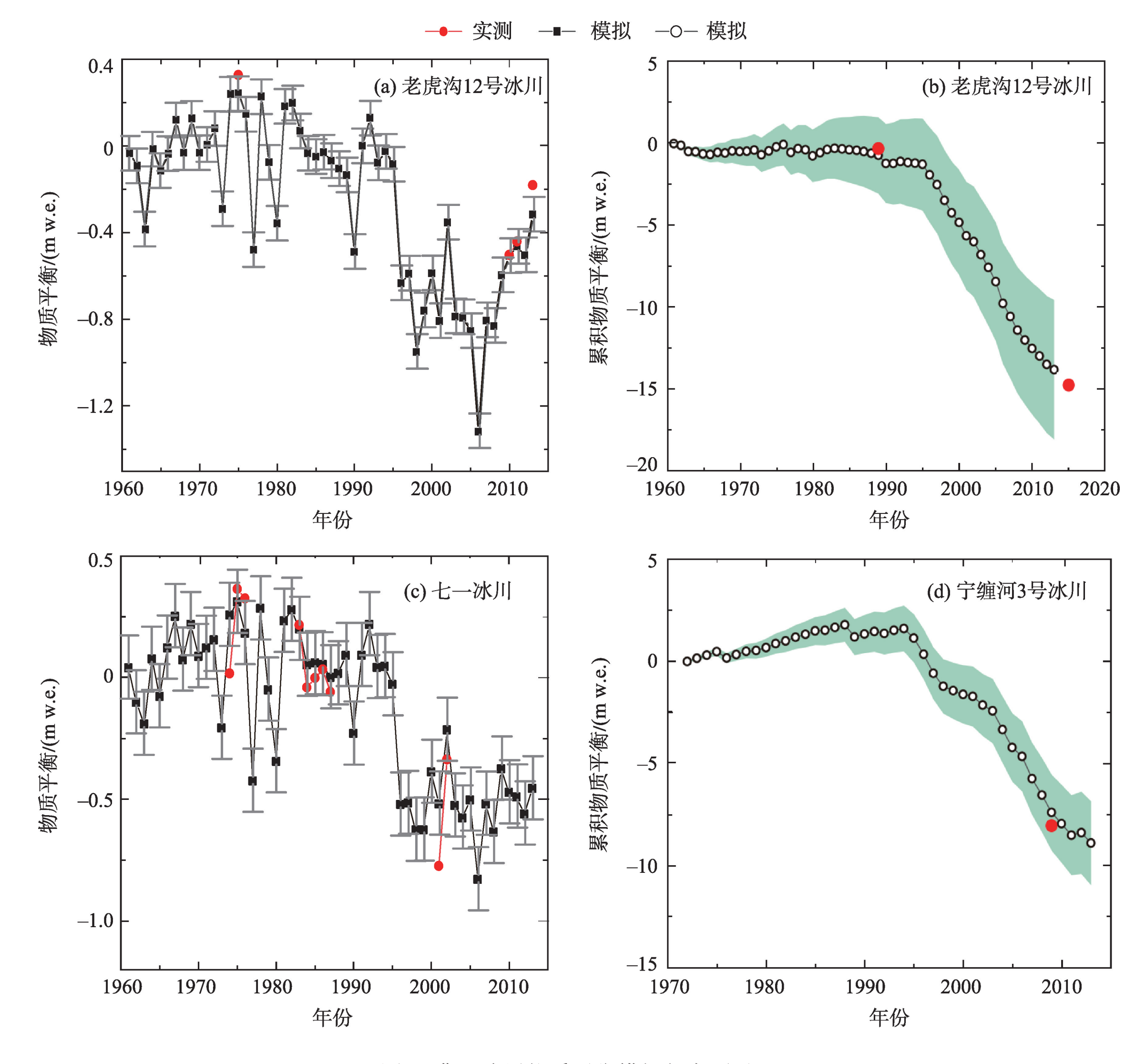


图7　典型冰川物质平衡模拟与实测对比

Fig. 7　Comparison of mass balance simulation and measured

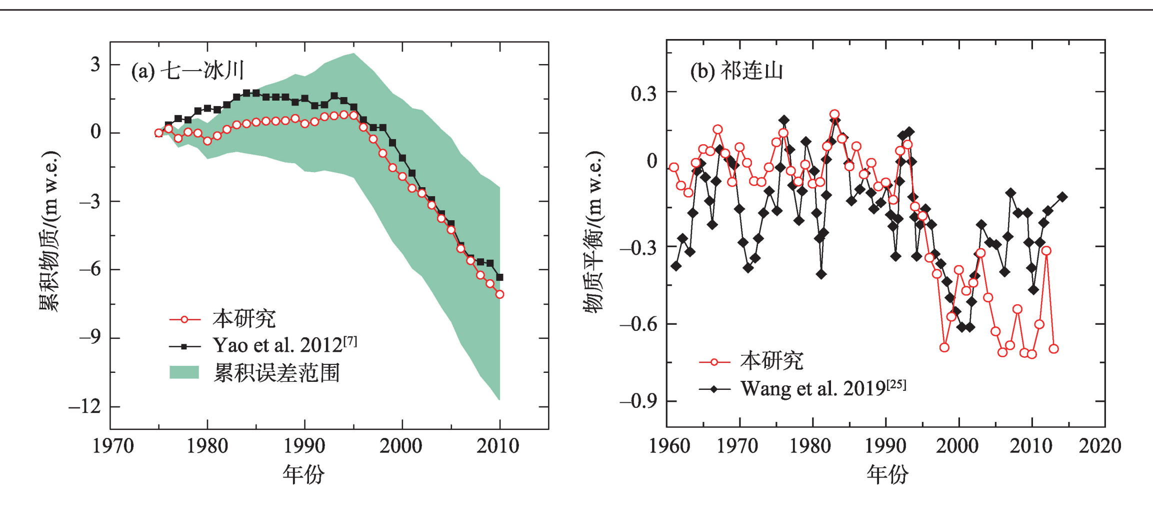


图8 本研究与已有研究的物质平衡重建结果对比

Fig. 8 Comparison with the results of mass balance reconstruction from existing studies

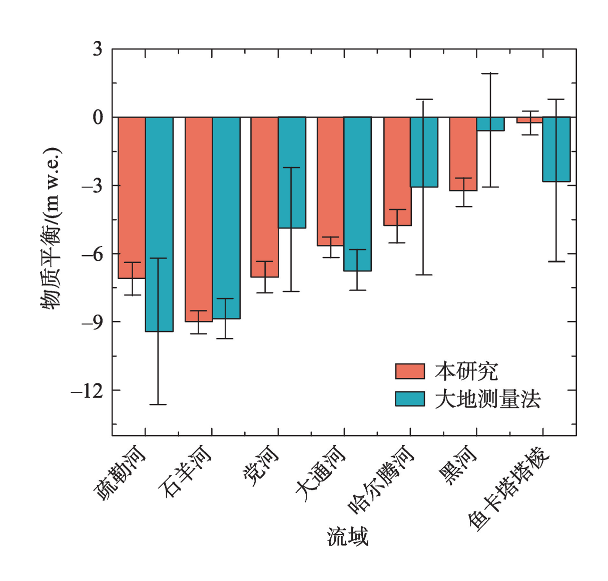


图9 2000—2010年本研究与大地测量法计算的物质平衡结果对比

Fig. 9 Comparison of basin-scale mass balance calculated by the geodetic method from 2000 to 2010

者在90年代的变化过程相一致，但90年代之前本研究的模拟结果相比偏大，90年代之后的模拟结果偏小（图8b）。原因是数据来源和参数率定方法的不同造成。此外，将本研究结果与大地测量法计算的2000—2010年祁连山冰川流域尺度的物质平衡变化进行对比[23]，模型的重建结果与各流域的大地测量法结果相吻合，均在其误差范围之内（图9）。

4 讨论与结论

祁连山的冰川物质平衡于20世纪90年代中期发生突变，这与很多研究结果一致[25,43-44]。以1995年为界可以划分为2个阶段：1961—1995年冰川物质平衡呈正负交替变化，冰川积累量与消融量基本持平；1996—2013年为负平衡，平均物质平衡为（−0.54±0.13）m w.e·a^{-1}，主要原因是正积温的逐年上升导致冰川消融加剧。巴音郭勒河流域的冰川物质平衡变化最快为−24.9 mm w.e.·a^{-1}，鱼卡塔塔棱流域的冰川消融速率最慢为−3.9 mm w.e.·a^{-1}。

1961—2013年祁连山冰川的累积物质平衡为−12.76 m w.e.。其中巴音郭勒河流域的冰川累积物质平衡最低为−35.1 m w.e.；青海湖流域、黑河流域和鱼卡塔塔棱流域的冰川累积物质平衡为正，小型冰川分布较多的巴音郭勒河流域、哈拉湖流域和党河流域的累积物质平衡则一直为负。

度日因子作为模型中的重要参数，前人的研究多数将度日因子划分为雨和雪并分别设定为常数。本文的度日因子是根据典型冰川的实测数据与海拔建立线性关系，但受限于冰川实测数据的不足，存在着代表性不足的问题，未来随着实测资料的增加需要进一步进行验证和细化。此外，模型的模拟过程中没有考虑到度日因子随时间的变化，例如近年来冰川杂质的增多[45]会导致度日因子增大，因此模型会低估冰川的物质平衡量。

研究表明祁连山第一次冰川编目（1956—1983年）到第二次冰川编目（2005—2010年）近50 a间冰川面积变化为−20.88%[22]。本研究中物质平衡的冰川输入数据为第二次冰川编目的数据，没有考虑到冰川边界及高程变化，导致模型高估冰川的物质平衡。但是经过与实测数据及其他的研究结果对比认为模型总体上能够重现各流域冰川的物质平衡变化，可以为冰川水文模型的模拟提供前提条件。

致谢:感谢中国科学院大学王玉哲博士后和中国科学院西北生态环境资源研究院的严芳萍博士后在本论文的撰写过程中给出的意见和建议。

参考文献(References):

[1] 张国飞. 中国天山乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡及其与气候变化关系研究[D]. 兰州: 西北师范大学, 2014. [Zhang Guofei. Study on Mass Balance and Its Rrelationship with Climate Change of Urumqi Glacier No. 1 in Tianshan Mountains, China[D]. Lanzhou: Northwest Normal University, 2014.]

[2] Kaser G, Fountain A, Jansson P. A Manual for Monitoring the Mass Balance of Mountain Glaciers[M]. Paris: Unesco, 2003.

[3] Aizen V B, Kuzmichenok V A, Surazakov A B, et al. Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data[J]. Annals of Glaciology, 2006, 43: 202–213.

[4] Aizen V B, Kuzmichenok V A, Surazakov A B, et al. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data[J]. Global and Planetary Change, 2007, 56(3–4): 328–340.

[5] Braithwaite R J, Raper S C B, Candela R. Recent changes (1991–2010) in glacier mass balance and air temperature in the European Alps[J]. Annals of Glaciology, 2013, 54(63): 139–146.

[6] 王盼盼, 李忠勤, 王璞玉, 等. 北极山地冰川物质平衡变化及其对气候的响应[J]. 干旱区研究, 2020, 37(5): 1205–1214. [Wang Panpan, Li Zhongqin, Wang Puyu, et al. Changes in the mass of Arctic Alpine glacier and its response to climate change[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(5): 1205–1214.]

[7] Yao T, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. Nature climate change, 2012, 2(9): 663–667.

[8] Schaner N, Voisin N, Nijssen B, et al. The contribution of glacier melt to streamflow[J]. Environmental Research Letters, 2012, 7(3): 034029.

[9] Radić V, Bliss A, Beedlow A C, et al. Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models[J]. Climate Dynamics, 2014, 42(1–2): 37–58.

[10] Braithwaite R J, Zhang Y. Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes[J]. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 1999, 81(4): 489–496.

[11] 杨针娘. 祁连山冰川水资源[J]. 冰川冻土, 1988, 4(1): 36–46. [Yang Zhenniang. Glacier water resources in Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1988, 4(1): 36–46.]

[12] 曹泊, 潘保田, 高红山, 等. 1972—2007年祁连山东段冷龙岭现代冰川变化研究[J]. 冰川冻土, 2010,32(2): 242–248. [Cao Bo, Pan Baotian, Gao Hongshan, et al. Glacier variation in the Lenglongling rang of eastern Qilian Mountains from 1972 to 2007[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, 32(2): 242–248.]

[13] 刘宇硕, 秦翔, 张通, 等. 祁连山东段冷龙岭地区宁缠河3号冰川变化研究[J]. 冰川冻土, 2012, 34(5): 1031–1036. [Liu Yushuo, Qin Xiang, Zhang Tong, et al. Variation of the Ningchanhe River Glacier No. 3 in the Lenglongling range. East Qilian Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(5): 1031–1036.]

[14] 蒲健辰, 姚檀栋, 段克勤, 等. 祁连山七一冰川物质平衡的最新观测结果[J]. 冰川冻土, 2005, 27(2): 199–204. [Pu Jianchen, Yao Tandong, Duan Keqin, et al. Mass balance of the Qiyi Glacier in the Qilian Mountains: A new observation[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, 27(2): 199–204.]

[15] Zhang Y, Liu S, Shangguan D, et al. Thinning and shrinkage of Laohugou No. 12 glacier in the Western Qilian Mountains, China, from 1957 to 2007[J]. Journal of Mountain Science, 2012, 9(3): 343–350.

[16] 徐春海, 李忠勤, 王飞腾, 等. 基于LiDAR, SRTM DEM的祁连山黑河流域十一冰川2000—2012年物质平衡估算[J]. 自然资源学报, 2017, 32(1): 88–100. [Xu Chunhai, Li Zhongqin, Wang Feiteng, et al. Estimation of mass balance of Shiyi Glacier in the Heihe River Basin, Qilian Mountains during 2000–2012 based on LiDAR and SRTM DEM[J]. Journal of Natural Resources, 2017, 32 (1): 88–100.]

[17] 方潇雨, 李忠勤, 高抒, 等. 冰川物质平衡模式及其对比研究——以祁连山黑河流域十一冰川研究为例[J]. 冰川冻土, 2015, 37(2): 336–350. [Fang Xiaoyu, Li Zhongqin, Gao Shu, et al. Physical energy-balance and statistical glacier melting models comparison and testing for Shiyi Glacier, Heihe River Basin, Qilian Mountains, China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(2): 336–350.]

[18] 别强, 强文丽, 王超, 等. 1960—2010年黑河流域冰川变化的遥感监测[J]. 冰川冻土, 2013, 35(3): 574–582. [Bie Qiang, Qiang Wenli, Wang Chao, et al. Monitoring glacier variation in the upper reaches of the Heihe River based on remote sensing in 1960–2010 [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(3): 574–582.]

[19] 陈辉, 李忠勤, 王璞玉, 等. 近年来祁连山中段冰川变化[J]. 干旱区研究, 2013, 30(4): 588–593. [Chen Hui, Li Zhongqin, Wang Puyu, et al. Change of glaciers in the central Qilian Mountain[J]. Arid Zone Research, 2013, 30(4): 588–593.]

[20] Shangguan D, Liu S, Ding Y, et al. Changes in the elevation and extent of two glaciers along the Yanglonghe River, Qilian Shan, China[J]. Journal of Glaciology, 2010, 56(196): 309–317.

[21] 刘时银, 沈永平, 孙文新, 等. 祁连山西段小冰期以来的冰川变化研究[J]. 冰川冻土, 2012, 24(3): 227–233. [Liu Shiyin, Shen Yongping, Sun Wenxin, et al. Glacier variation since the maximum of the little ice age in the western Qilian Mountains, Northwest China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 24(3): 227–233.]

[22] 孙美平, 刘时银, 姚晓军, 等. 近50年来祁连山冰川变化——基于中国第一, 二次冰川编目数据[J]. 地理学报, 2015, 70(9):

1402−1414. [Sun Meiping, Liu Shiyin, Yao Xiaojun, et al. Glacier changes in the Qilian Mountains in the past half century: Based on the revised first and second Chinese glacier inventory[J]. Acta Geographica Sinica, 2015, 70(9): 1402−1414.]

[23] 高永鹏, 姚晓军, 安丽娜, 等. 2000—2010年祁连山冰川冰储量变化[J]. 干旱区研究, 2018, 35(2): 325−333. [Gao Yongpeng, Yao Xiaojun, An Lina, et al. Change of ice volume in the Qilian Mountains during the period from 2000 to 2010[J]. Arid Zone Research, 2018, 35(2): 325−333.]

[24] 高鑫, 张世强, 叶柏生, 等. 河西内陆河流域冰川融水近期变化[J]. 水科学进展, 2011, 22(3): 344−350. [Gao Xin, Zhang Shiqiang, Ye Baisheng, et al. Recent changes of glacier runoff in the Hexi Inland river basin[J]. Advances in Water Science, 2011, 22 (3): 344−350.]

[25] Wang R, Liu S, Shangguan D, et al. Spatial heterogeneity in glacier mass-balance sensitivity across high Mountain Asia[J]. Water, 2019, 11(4): 776.

[26] 王盛, 蒲健辰, 王宁练. 祁连山七一冰川物质平衡及其对气候变化的敏感性研究[J]. 冰川冻土, 2012, 33(6): 1214−1221. [Wang Sheng, Pu Jianchen, Wang Ninglian. Study of mass balance and sensibility to climate change of Qiyi glacier in Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 33(6): 1214−1221.]

[27] Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas[J]. Journal of Hydrology, 2003, 282(1): 104−115.

[28] 康世昌, 郭万钦, 吴通华, 等. "一带一路"区域冰冻圈变化及其对水资源的影响[J]. 地球科学进展, 2020, 35(1): 1−17. [Kang Shichang, Guo Wanqin, Wu Tonghua, et al. Cryospheric changes and their impacts on water resources in the Belt and Road Regions [J]. Advances in Earth Science, 2020, 35(1): 1−17.]

[29] 尤联元, 杨景春. 中国地貌[M]. 北京: 科学出版社, 2013. [You Lianyuan, Yang Jingchun. Geomor phology of China[M]. Beijing: Science Press, 2013.]

[30] 伍光和, 谢自楚, 黄茂桓, 等. 祁连山现代冰川基本特征研究[J]. 兰州大学学报, 1980, 24(3): 127−134. [Wu Guanghe, Xie Zichu, Huang Maohuan, et al. Study on the principal of present glaciers in Qilianshan[J]. Journal of Lanzhou University, 1980, 24(3): 127−134.]

[31] 刘时银, 姚晓军, 郭万钦, 等. 基于第二次冰川编目的中国冰川现状[J]. 地理学报, 2015, 70(1): 3−16. [Liu Shiyin, Yao Xiaojun, Guo Wanqin, et al. The contemporary glaciers in China based on the second Chinese glacier inventory[J]. Acta Geographica Sinica, 2015, 70(1): 3−16.]

[32] Huintjes E, Li H, Sauter T, et al. Degree-day modelling of the surface mass balance of Urumqi Glacier No. 1, Tian Shan, China[J]. The Cryosphere Discussions, 2010, 4(1): 207−232.

[33] Kumar L, Skidmore A K, Knowles E. Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment[J]. International Journal of Geographical Information Science, 1997, 11(5): 475−497.

[34] Gates D M. Biophysical Ecology[M]. New York: Dover Publications, 2012.

[35] Kreith F, Kreider J F. Principles of Solar Engineering[M]. Washington: Taylor & Francis, 1978.

[36] Liu B Y H, Jordan R C. The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation[J]. Solar Energy, 1960, 4(3): 1−19.

[37] 刘时银, 郭万钦, 许君利. 中国第二次冰川编目数据集[DB/OL]. 国家冰川冻土沙漠科学数据中心, 2019. [Liu Shiyin, Guo Wanqin, Xu Junli. The Second Glacial Catalogue Data Set of China[DB/OL]. National Cryosphere Desert Data Center, 2019.]

[38] Chen R, Liu J, Kang E, et al. Precipitation measurement intercomparison in the Qilian Mountains, north-eastern Tibetan Plateau[J]. The Cryosphere, 2015, 9(5): 1995−2008.

[39] Chen R S, Song Y X, Kang E S, et al. A cryosphere-hydrology observation system in a small alpine watershed in the Qilian Mountains of China and its meteorological gradient[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2014, 46(2): 505−523.

[40] 陈仁升, 刘俊峰. 中国高寒山区月降水数据集(CAPD)(1954—2014)[DB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心, 2017. DOI: 10.3990/CAPD.306.2016.db. [Chen Rensheng, Liu Junfeng. China Alpine Region Month Precipitation Dataset (CAPD) (1954−2014)[DB/OL]. National Tibetan Plateau Data Center, 2017. DOI: 10.3990/CAPD.306.2016.db.]

[41] Han C, Chen R, Liu Z, et al. Cryospheric hydrometeorology observation in the Hulu catchment (CHOICE), Qilian mountains, China [J]. Vadose Zone Journal, 2018, 17(1): 1−18.

[42] 刘宇硕, 秦翔, 张通, 等. 祁连山东段冷龙岭地区宁缠河 3 号冰川变化研究[J]. 冰川冻土, 2012, 34(5): 1031−1036. [Liu Yushuo, Qin Xiang, Zhang Tong, et al. Variation of the Ningchan River glacier No.3 in the Lenglongling rang, East Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(5): 1031−1036.]

[43] Zhang X, Qin X, Xu C, et al. Simulation of runoff and glacier mass balance and sensitivity analysis in a glacierized basin, north-eastern Qinhai-Tibetan Plateau, China[J]. Water, 2018, 10(9): 1259.

[44] Azam M F, Wagnon P, Vincent C, et al. Reconstruction of the annual mass balance of Chhota Shigri glacier, Western Himalaya, India, since 1969[J]. Annals of Glaciology, 2014, 55(66): 69−80.

[45] Cong Z, Kang S, Gao S, et al. Historical trends of atmospheric black carbon on Tibetan Plateau as reconstructed from a 150-year lake sediment record[J]. Environmental Science & Technology, 2013, 47(6): 2579−2586.

Reconstruction of the glacier mass balance in the Qilian Mountains from 1961 to 2013

WANG Lihui[1,2], QIN Xiang[1], CHEN Jizu[1], ZHANG Dongwei[2], LIU Yushuo[1,2], LI Yanzhao[1,2], JIN Zizhen[1,2]

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute of Eco-Enivironment and Resources, CAS, Gansu, Lanzhou 730000, Gansu, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

Abstract: Glacier mass balance is the most direct and reliable indicator of climate change. Its dynamic change likely alters the ice storage and runoff of glaciers. Most glaciers in the world have retreated because of global warming, and this phenomenon has been accelerating for the last 20 years. The glacier area in the Qilian Mountains is the "wet island" of the arid and semiarid regions of the Qaidam Basin and the Hexi Corridor. In these parts, the main replenishing areas of water resources are abundant glacier and precipitation resources, which provide abundant and stable water resources for the economic development of these regions. Glacier melt water accounts for 25%−60% of the river runoff in the inland river basins of northwest China. As such, changes in mass balance in the Qilian Mountains should be monitored and estimated to develop scientific and reasonable measures and implementation programs under the influence of cryospheric changes in western China and to establish risk control and policy regulations. In this study, a distributed degree-day model with radiation terms was used to reconstruct the glacial mass balance from 1961 to 2013 at the watershed scale of the Qilian Mountains. Input data included the second glacial catalog data set of China, precipitation data from the National Qinghai-Tibet Plateau Science Data Center, and temperature data from weather stations and digital elevation models. The degree-day factor was obtained from existing monitoring report on glaciers. Changes in the glacier mass balance in the Qilian Mountains could be divided into two stages in 1995. The glacier mass balance exhibited alternate changes between positive and negative values, and such variations were relatively small from 1961 to 1995. The amounts of glacier melting and accumulation were basically the same. Glacier melting intensified rapidly from 1996 to 2013. The mass balance remained negative, and the average mass balance was (−0.54±0.13)m w.e.·a^{-1} mainly because the annual increase in the positive accumulated temperature led to the accelerated melting of glaciers. The cumulative mass balance of glaciers in the Qilian Mountains from 1961 to 2013 was (−12.76±4.24)m w.e., the glacier melting rates in the middle and eastern parts of the Qilian Mountains were higher than that in the western part.

Keywords: Qilian Mountains; watershed; glacier mass balance; reconstruction